

三宅島の3次元磁気構造と2000年
噴火によるその変化

植 田 義 夫*

(2006年1月20日受付, 2006年5月11日受理)

3D Magnetic Structure of Miyakejima Volcano before and after the Eruption in 2000

Yoshio UEDA*

A magnetic inversion algorithm for constructing a 3D-magnetic structure of a volcanic edifice was developed and applied to the airborne magnetic anomalies of Miyakejima Volcano surveyed in 1987, 1999, and 2001. The method consists of two steps. First, a uniformly magnetized terrain model is assumed for calculating the mean magnetization intensity, and the residual field was calculated by subtracting the terrain effect. In the second step, the magnetization deviations (ΔJ) from the mean value are calculated for each prismatic block constituting the three dimensional volcanic edifice, by the refined Conjugate Gradient iteration method under the condition of $-10 \text{ A/m} < \Delta J < 10 \text{ A/m}$. Characteristics of the derived 3D-magnetic structures are summarized as following four features. (1) Miyakejima Volcano has rather uniform magnetization, whose non-uniform magnetization is less than 10~20% of total bulk-magnetization (total summation of the product of block volumes and magnetization intensities). (2) A nearly N-S trending magnetic basement is estimated at the deeper part of the volcano. (3) Relatively weak magnetization zones are estimated beneath the eastern coastal zone and its offshore area, and beneath the western flank of the edifice. (4) A relatively high magnetization zone is estimated beneath the northern offshore area. Comparison of the 3D-magnetic structures derived from surveys in 1987 and 1999 made apparent that the zone of relatively weak magnetization intensity had spread wider from 1987 to 1999, with the most demagnetized zone at the base (0 m~300 m b.s.l.) in about 750 m southeast from the center of the crater. The 3D-magnetic structure in 2001 indicates the demagnetized zone is considerably restricted in comparison with that in 1999. This feature may suggest that the thermal demagnetization has been depressed after the eruption in 2000. These results suggest that the detection of demagnetization process associated with volcanic activity might be promising by conducting repeated airborne magnetic surveys.

Key words: 3D magnetic inversion, magnetic tomography, Miyakejima, magnetic anomaly, airborne geophysics

1. はじめに

三宅島はわが国における最も活動的な火山の一つで、1940年の噴火後はほぼ20年周期で噴火をくりかえしている(宮崎, 1984)。山体はおもに玄武岩質の溶岩や火砕堆積物で構成され、2000年噴火前には、雄山山頂で海拔813mの標高を有していた。海底地形では、その基底は水深約300m付近にあり、標高0m付近は3合目付近に相当する(海上保安庁水路部, 1995)。2000年の噴火では、6月27日に西側山腹で最初に海底噴火が確認されたが、7月8日以降は山頂噴火に移行し、8月18日の噴火

のあと、8月29日の火砕流を伴う噴火が発生した。この一連の噴火では火口での陥没が確認された。その後、山頂部の陥没は拡大し、直径1.7 km、深さ500 m以上に至っている(中田・他, 2001)。

三宅島のような玄武岩質の火山では、顕著な磁気異常を伴うことが知られている。磁気異常の源である磁性鉱物はキュリー一点温度では磁化を失うため、火山内部の熱的变化は磁気異常の変化を生じることが予想される。このことから、火山の磁気異常を把握し、その変化を観測することは火山活動を監視するための有力な方法のひ

* 〒737-8512 広島県呉市若葉町5-1
海上保安大学校
Japan Coast Guard Academy, 5-1, Wakaba-cho, Kure-

shi, Hiroshima 737-8512, Japan.

e-mail: ueda@jcg.ac.jp

Table 1. Airborne magnetic surveys on Miyakejima Volcano conducted by the Hydrographic Department of Japan (present: Hydrographic and Oceanographic Department of Japan).

Survey date	Nov 6, 1987	Nov 25, 1999	Jun 20, 2001
Flying altitude	1160m	1160m	1660m
Positioning	Land:Video	GPS	GPS
Method	Sea:Omega		

とつと考えられている。三宅島では、1967年に最初のヘリコプターによる磁気測量が当時の水路部により実施され、高度1,370mにおいて振幅がほぼ1,500nTに及ぶ磁気異常を伴うことが確認された (Utashiro *et al.*, 1972; 植田・他, 1983)。その後も火山噴火予知計画の一環として、水路部 (現海洋情報部) では三宅島の航空磁気測量を実施しており、その成果は鈴木・他 (1989)、植田・他 (2001) にまとめられている。

火山体の磁気異常の解析に関しては、初期には火山体を多角形の積み重ねで近似し、最小2乗法により山体の平均的磁化ベクトルを決定する Talwani 法 (Talwani, 1965; Kodama and Uyeda, 1978) が用いられていたが、その後、地形メッシュデータが利用できるようになり火山体を直方体のブロックで近似し、水平面内での磁化強度の分布を求める方法などが用いられている (Okuma, *et al.*, 1994; Honkura *et al.*, 1995; Nakatsuka, 1995)。しかし、これまでの方法では鉛直方向に一律な磁化を仮定しており、火山体内部における磁化強度の3次元構造を求めることができない。しかし、実際には火山体の磁化強度は3次元的な分布を有するものであり、このような3次元の磁気構造をいかにして求めるかが大きな課題として残されていた。これに関して植田・他 (2001) は火山体を3次元直方体の積み重ねで近似し、各ブロックの磁化強度をCG法により求める試みを三宅島について行なった。そして三宅島の磁気構造として梵鐘型の構造を有すること、山頂深部では比較的磁化強度が低下していることを報告している。ただ、この方法では、局所的に負の磁化強度が生じるという不都合な現象が生じるという問題が残されていた。また、火山体の持つ平均的磁化強度と火山体内部の非均一磁化との関連を解析過程で明らかにするという面で不十分なところがあった。本論文では、このような課題を解決する方法として2段階解析法を用いることが火山体内部の3次元磁気構造の構築にとって非常に有効な方法であることを提唱するとともに、本方法を噴火前後の三宅島の磁気異常解析に応用し、三宅島の3次元磁気構造と噴火前後における火山体内部での磁化強度の変化を議論する。

2. データ

Table 1 は本論文で用いた三宅島の航空磁気測量の概要をまとめたものである。航空機はいずれも海上保安庁羽田航空基地所属のYS11型機 (LA701) である。1987年11月の測量では位置決定は海域部はオメガ、陸域部は対地ビデオと航空写真との対比から決定している (鈴木・他, 1989)。1999年以降はGPSによる測位が用いられている。なお、データのサンプリング間隔は2秒ごとにデジタル収録されており、Fig. 1の測線での点は各サンプリング点に相当する。測量の主測線は南北方向、照査測線を東西方向に設けているが、2001年の測量では、南北測線のみで実施している (海上保安庁水路部, 2002)。測量データの交点誤差は、1987年では平均42.7nT、標準偏差41.9nT。1999年のGPSによる測位結果では交点誤差の平均は22.6nT、標準偏差38.4nTでGPSの採用により大幅に測位精度が向上したことが認められる。1987年のデータでは交点誤差が1999年のそれに比べて大きい、その場合でも標準偏差を加味しても最大80nT程度であり磁気勾配の大きさを考慮すれば測位誤差は最大でも100m程度と推察される。

Fig. 1には1987年、1999年及び2001年の測量成果による磁気異常図を示した。標準磁場はそれぞれIGRF1985、IGRF1995、及びIGRF2000を用いた。各異常図での最大値、最小値並びに振幅値 (最大値と最小値の差) は1987年ではそれぞれ1,766nT、-439nT、2,205nT、1999年では1,495nT、-485nT、1,980nT、2001年では943nT、-303nT、1,246nTで、特に1987年と1999年の振幅が400nT程度減少していることが注目される。各図には三宅島北西沿岸部に相対的に正の異常域がみとめられるがその位置はほぼ一致しており、磁気異常の再現性が高いものと判断される。

3. 解析方法

本論文では、直接、観測された地磁気全磁力異常を3次元構造でモデル化する方法ではなく、2段階の解析手順を踏む。最初の第一ステップでは、山体の均一磁化モデルでの解析をおこない、山体の平均的磁化強度と、均

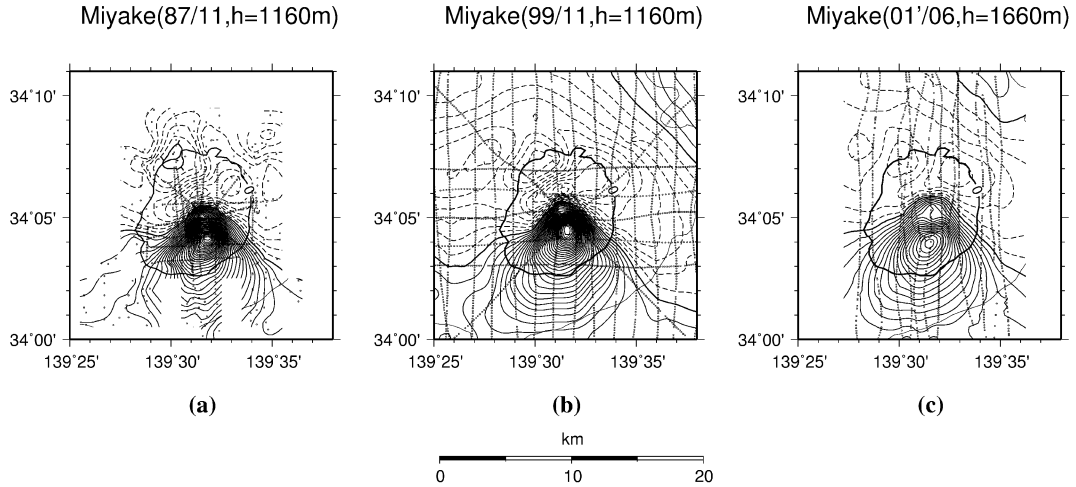


Fig. 1. Total intensity magnetic anomalies over Miyakejima Volcano surveyed (a) on Nov. 6, 1987, (b) on Nov. 25, 1999 and (c) on June 20, 2001. Contour interval is 50nT. IGRF1985, IGRF1995 and IGRF2000 are used as reference field for the surveys in 1987, 1999 and 2001, respectively. Data sampling points are shown by dot marks.

一磁化モデルからのずれとしての残差異常を求めた。第二ステップでは残差異常を3次元ブロックモデルで解析し、平均磁化強度からの偏差としての各ブロックの磁化強度分布を求めた。このようにして得られた結果から、各ブロックの体積を考慮に入れた体積平均磁化強度、体積の比率で表した磁化偏差のヒストグラムを求め、火山の磁化強度分布に関する統計量を推定した。

3-1 第一ステップ (均一磁化モデル)

火山体の形状を3次元直方体の積み重ねで近似する。この際、鈴木・他(2001)による10秒メッシュデータをもとに、250mメッシュ、500mメッシュ、1kmメッシュの水深データを作成した。陸部の地形データは国土地理院の作成した数値地図2500(空間データ基盤)を用いた。三宅島を高度300m以上、0mから300m、0mから水深300mまでの3層に分割し、標高300m以上の第一層については250mメッシュ、0m~300mの第2層については500mメッシュ、0mから水深300mまでの第3層は1kmメッシュの地形で3次元ブロックモデルを作成した。磁気異常の解析に用いた総ブロック数は最大773ブロック(2001年データについては山頂陥没のため753ブロック)である。

地磁気異常データはx-y平面座標系での値に変換しSmith and Wessel(1990)の方法を用いて500mメッシュデータを作成し入力データとして使用した。総入力データ数は961~1147点である。

第一ステップでは、三宅島の山体がほぼ現在の磁化方

向に均一に磁化していると仮定して磁化方向を伏角46度、偏角0度として、山体の磁化強度を求めるとともに、観測磁気異常から均一磁化モデルによる計算磁気異常を差し引いた残差異常を算出した。なお、三宅島付近の現在の偏角は-5.6度であるが、経年的変化の平均値としては、ほぼ0度に一致すると仮定した。

各ブロックを k 、観測点を i で表すと、観測点 i の磁気異常(F_i)は次式で表される。

$$F_i = \sum_k A_{ik} \cdot J_k + b \quad (1)$$

ここで b はバイアス調整項である。

均一モデルの場合には J_k は k によらず一定($=J$)なので次式を解くことになる。

$$F_i = \left(\sum_k A_{ik} \right) \cdot J + b \quad (2)$$

解析精度を表す指数としては、一般的な標準偏差(σ)の他、次式で定義されたGoodness-fitting-ratio(GFR)(Uyeda and Richards, 1966)を計算した。

$$GFR = \frac{\sum_i |Obs_i|}{\sum_i |Obs_i - Cal_i|} \quad (3)$$

ここで、 Obs_i 、 Cal_i はそれぞれ i 点での観測磁気異常値と計算磁気異常値である。

3-2 第二ステップ (不均一磁化モデル)

残差異常を入力データとして3次元ブロックモデルに

より各ブロックの磁化強度をもとめる。計算には一般的に用いられている改良 CG 法を用いた (Bjorck and Elfving, 1979)。この方法は大規模マトリックスによるインバージョンに広く使われており、安定な解が求められるという特徴があり、今回のような計算に適している。

今、測点 i での残差異常を f_i とし、各ブロック k での磁化強度偏差を ΔJ_k とすると、観測方程式は次式となる。

$$f_i = \sum_k A_{ik} \cdot \Delta J_k + b \quad (4)$$

A_{ik} はヤコビアン行列で、 $1,000 \times 1,000$ オーダーの大型マトリックスである。このようなインバージョンでは解の分解能を上げようとする、解のバラツキが増すという避けられない問題が生じる (松浦, 1991)。今回のように未知パラメーターが $1,000$ 個程度の場合には厳密な意味での最小 2 乗解を求めると、不自然な解の変動やバラツキが生じることになる。ここではこのような問題を避けるために CG 法によるくり返し計算の過程において各ブロックの磁化強度の許容範囲 (本論文では $-10 \sim +10$ A/m) を設定し、その範囲内において観測値と計算値との間の標準偏差が最小かもしくは GFR 値が 5.0 以上を満足する解を採用することとした。なお体積と各ブロックの磁化強度の積和 $\sum_k |\Delta J_k \cdot \Delta V_k|$ が最小となる条件は、ほぼ第一回目のくり返し計算の解がこれを満足するが、この解では標準偏差もかなり大きく、解の分解能も先の解に比べて低下する。

3-3 解の誤差推定法

今回の解析法は最小 2 乗解を厳密に求めたものではないので、一般的な解の誤差計算法を用いることはできない。ここでは近似的な方法で解の誤差を求めることとした。インバージョン法では残差の 2 乗和 (E) を最小にする解を求めるが、このとき各ブロック間での磁化に相関がないとすれば、 E の構造変数の 2 階微分は以下の式で観測データの誤差と関連づけられる (Menke, 1989)。

$$[\text{cov } \Delta \mathbf{J}] = \sigma_d^2 \left[\mathbf{A}^T \mathbf{A} \right]^{-1} = \sigma_d^2 \left[\frac{1}{2} \frac{\partial^2 E}{\partial (\Delta \mathbf{J})^2} \right]^{-1} \quad (5)$$

ここで左辺は磁化強度偏差 $\Delta \mathbf{J}$ の共分散行列、 σ_d は観測データの分散で、 E の 2 階微分の値は最小 2 乗解における微分値である。(5) 式において、構造パラメーター間に相関がないとすれば次式が導かれる。

$$\text{cov } \Delta J_k = \sigma_d^2 \cdot \left[\frac{1}{2} \frac{\partial^2 E}{\partial (\Delta J_k)^2} \right]^{-1} \quad (6)$$

上式の E に関する 2 階微分はヤコビアン行列の各要素を 2 乗した k 列の総和として求まるが、その意味するところは、 k 番目の構造変数が各観測点に及ぼす磁気異

常の 2 乗和を示すもので、ここではその 2 乗和を構造変数 k の寄与率 (Contribution factors of ΔJ_k) と呼ぶこととする。当然寄与率が大きければその構造変数の誤差は小さい。

もう一つの方法は観測方程式から直接推定する方法である。(4) 式から計算誤差 δf_i は近似的次式で表すことができる。

$$\delta f_i = \sum_k A_{ik} \cdot \delta (\Delta J_k) \quad (7)$$

各磁化強度に相関がないと仮定し、(7) 式を 2 乗すると

$$\begin{aligned} (\delta f_i)^2 &= \sum_{k,L} A_{ik} \cdot A_{iL} \cdot \delta (\Delta J_k) \cdot \delta (\Delta J_L) \\ &= \sum_k A_{ik}^2 \cdot \delta (\Delta J_k)^2 \end{aligned} \quad (8)$$

となる。計算誤差の分散が残差和のほぼ半分程度であると仮定すれば、(8) 式を解くことにより各ブロックの磁化強度偏差の誤差 $\delta (\Delta J_k)$ を求めることができる。本論文では計算誤差の平均値を 30 nT として計算した。

4. 三宅島の 3 次元磁気構造とその考察

4-1 均一磁化モデル (単体モデル) の解析結果

Table 2 は 1987 年、1999 年および 2001 年の観測データに基づく解析結果をまとめたものである。この結果から、三宅島の平均的磁化強度は、ほぼ $10.1 \sim 10.9$ A/m の強い磁化強度を有することがわかる。Table 2 の下段には磁化方向も未知パラメーターとして計算した結果も参考として示した。得られた磁化方向は概ね現在の磁場方向 (偏角約 -5.6° 、伏角 46°) と一致するが、偏角が 10° 程度東よりで伏角が現在の方向に比べてやや浅くなっている。このような結果は火山体の非均一な磁気構造に起因するみかけの方向と考えられる。Fig. 2 には解析結果の例として 1999 年の観測異常、計算異常、残差異常を示す。残差異常には均一磁化からのずれに伴う異常が表されており、その原因としては火山体内部の地質構造や構成岩体の局所的な変化とともに、熱的な消磁効果などが考えられる。特に、火口付近に逆ダイポール型の残差異常が現れており、火口深部で、熱消磁の進行が推定される。

4-2 非均一 3 次元磁気構造モデルの解に関する誤差及び安定性に関する検討

4-2-1 3 次元磁気構造モデルの解の安定性

4-1 において得られた地形補正後の残差異常は火山体の均一な磁化からのずれにより生じる磁気異常であり、ここには、火山体内部の構成岩体の違いや熱消磁などの影響が表現されていると考えられる。マグマの組成変化が玄武岩質から酸性岩質へ変化することが過去にあったとすれば、それぞれの組成の磁気的性質が異なるため、

Table 2. Results of analyses on uniform-magnetization model.

Survey Year	1987	1999	20001
Number of Data* ¹	961	1147	1147
Magnetization direction is fixed as : $D_r=0, I_r=46^{\circ}$			
Magnetization J_r (A/m)	10.9	10.2	10.4
Standard deviation σ (nT)	105.7	94.9	71.6
GFR	2.91	2.96	3.16
Magnetization Direction is not fixed:	$D_r=4.8, I_r=41.8$	$D_r=6.5, I_r=40.2$	$D_r=9.8, I_r=36.8$
Magnetization J_r (A/m)	$J_r=11.2$	$J_r=10.5$	$J_r=11.1$
Standard deviation σ (nT)	102.5	89.5	71.6
GFR	3.02	3.07	3.16

*1: number of magnetic anomaly data used for analysis.

*2: Present field direction is $D_r=5.6, I_r=46.$, where unit in deg.

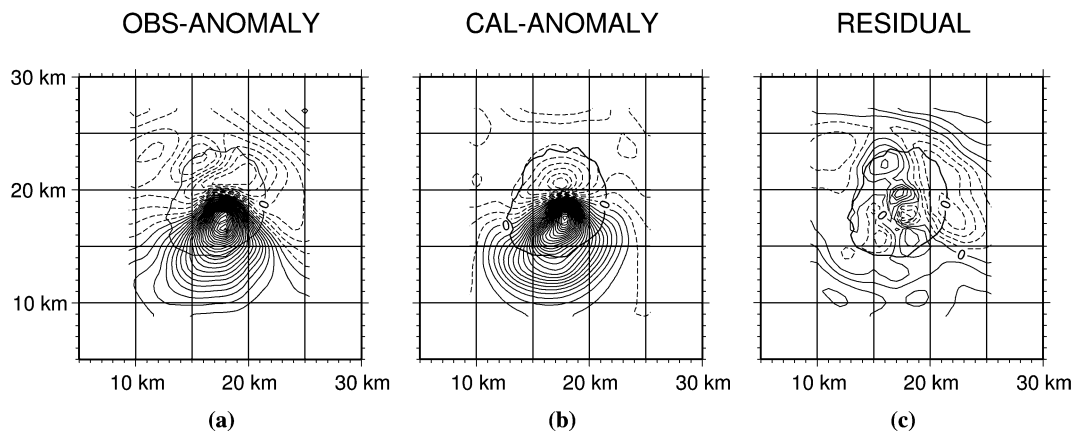


Fig. 2. (a) Observed, (b) calculated and (c) residual anomalies over Miyakejima Volcano derived from 1999 survey. Contour interval is 50 nT. Positive values are shown by solid lines and negative ones by broken lines.

それは残差異常に現れる。また火山を構成する岩体の存在形態の違い（溶岩、火山砕屑物）によっても磁気的性質が異なる。3次元多体モデルでこの残差を解析することにより火山体内部の構造を捉えることができれば火山の形成過程や内部の熱的状态についての情報が得られ、火山活動のモニタリングにもつながるものと考えられる。ただし、この解析過程では解の安定性やその信頼性がどの程度のものかを明確にしておく必要がある。ポテンシャル場の解析ではユニークな解を決定することは不可能であり、何らかの条件のもとに得られる解についてその安定性を吟味することが必要である。

Fig. 3はFig. 2の残差異常を解析した結果の一例でCG法における入力データ残差の2乗和の最小解と、それにいたるまでの繰り返し計算過程での解を示したものである。各ブロックの磁化強度の絶対値と体積の積の総和として求める総磁気モーメントが最小となる解はくり返し計算が1回目の解で、全体的に磁化強度の変化を平滑化したパターンとなっている（Fig. 3a）。一方、最小残差解（Fig. 3c）はくり返し計算が8回目の解で、各層内での磁化強度分布の変化を細かな部分まで表現している。

Fig. 3bはその中間のくり返し計算4回目の解で、ほぼ中間的な分布を示す。しかし、いずれの場合でもその磁化強度分布の全体的な特徴には再現性が認められる。ちなみに偏差100 nT、平均値0 nTの人為的雑音を入力データに付加した場合にもほぼ同じ磁化強度分布パターンを示しており、各図に見られる共通的特長についてはきわめて再現性の高い結果であると判断される。なお、Fig. 3bの結果に対応する残差図を参考としてFig. 4に示した。

4-2-2 従来の直接法での3次元磁気構造モデル解との比較

植田・他（2001）では今回の2段階解析法の手順を踏まずに直接、全磁力異常から3次元磁気構造モデルを求めた。その解では今回のような火口付近での磁化強度の低下という特徴は顕著ではなく、逆に火口直下の第2層では磁化強度が強いという結果が得られている。今回比較のため同じ入力データを用いて直接法で求めた解をFig. 5に示す。なお、ここでは、磁化強度の許容範囲を0.0~20.0 A/mとし、この条件化で残差2乗和が最小となる収束解（第8回目の漸近解）を求めた。ここに示す磁化強度分布は植田・他（2001）と同様の傾向を示し、火口深部での弱磁化層が認められない結果が得られる。解析精度を示す標準偏差は72.0 nT、GFRは4.07であり、この方法での精度は2段階解析法に比べて精度が劣る。2段階解析法での解と直接法での解の違いは、厳密な優決定解を求める立場からは不自然な現象であるが実際には、誤差を含むデータをくり返し法で解くという実

際的なケースではこのような違いが生じることを示唆するものである。この問題を具体的に検証するため、三宅島の第3層の部分に熱消磁域を仮定した計算磁気異常を入力データとして、直接法と2段階解析法の解を比較した結果を付録に載せている。この結果でも、直接法では熱消磁域を示すような結果は得られないが、2段階解析法では熱消磁域の範囲が捉えられることがわかる。直接法では山体全体の大きな磁気異常のため、山体内部の熱消磁等による局所的な異常はマスクされてしまい、解析結果に表示されないものと考えられる。ここに示した結果からも、山体内部の非均一な磁化構造を捉える方法として2段階解析法が優れていると判断される。なお厳密な最小2乗解（最小グラム-シュミット法等）では得られた解のパラッキが大きくなり、許容できるような解は得られない。

4-3 3次元磁気構造解析から推定される三宅島の内部構造

Table 3は1987年、1999年及び2001年の磁気異常についての3次元マルチブロックモデルによる解析結果をまとめたものである。表中には火口の中心部から半径1.5 km及び半径8 km以内の総磁気モーメント（磁化強度と体積の積の総和）と各磁化強度偏差の絶対値と体積の総和としての非均一成分の磁気モーメントを示してある。この結果から総磁気モーメントに対する非均一磁気モーメントの比は火山体の磁化構造の非均一度を表す指標となるが、三宅島の場合この値は半径1.5 km以内の中心部では0.1程度で、その周辺の山体全域を含めた値では0.2程度となる。このことから、三宅島山体の中心付近は均一度の高い磁気構造を有することがわかる。求められた3次元磁気構造が三宅島の火山地質とどのような関連があるかは大変興味のあるところであるが、これに関してはFig. 3に示した1999年の測量データに基づく3次元磁気構造解析の結果をもとに議論することとする。

三宅島の基底は水深ほぼ300 m付近にあり、火山体の形成初期には水中噴火による枕状溶岩の噴出が想定される。あとで見るように磁化強度の南北断面でも、海面以下の部分がそれより上の山体の磁化強度に比べて相対的に強い磁化強度を示す。この相対的に磁化強度の強い部分は火口直下付近を除いて三宅島の南東山麓部から北西山麓とその延長の海域部へと、ほぼ南~南南東から北~北北西方向にのびている。この方向は三宅島の側噴火の火口配列から推定された北西~南東方向の応力場の最大圧縮軸の方向（中村、1984）と概ね一致しており、三宅島の形成初期から広域応力場に支配されたマグマの貫入方向が存在したことを示唆する。三宅島の北西部沿岸付近にはとくに強い磁化強度偏差を示す区域が認められ

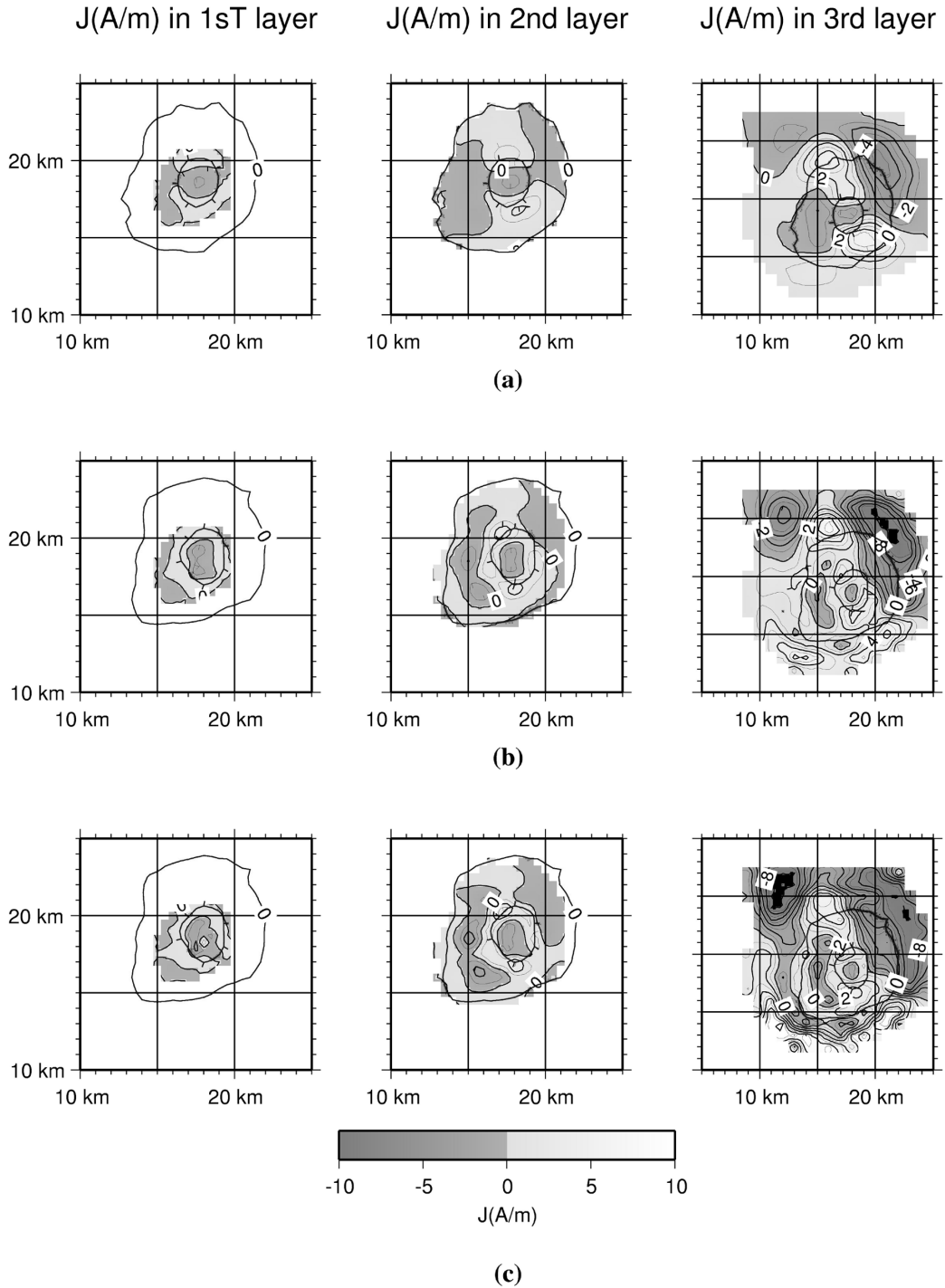


Fig. 3. 3D magnetic structure of Miyakejima Volcano derived from 1999 survey data. The left is the first layer ($h > 300$ m a.s.l.), the middle is the second layer ($300 \text{ m} > h > 0$ m), and the right is the third layer ($0 \text{ m} > h > -300$ m), respectively. Contour interval is 1 A/m. Dark area means negative deviations (ΔJ) of magnetization intensity. (a) The magnetic structure at the first iteration of CG method. (b) The magnetic structure at the 4th iteration. This result is cited in Table 3. (c) The magnetic structure under the minimum standard deviation of misfit at the 8th iteration.

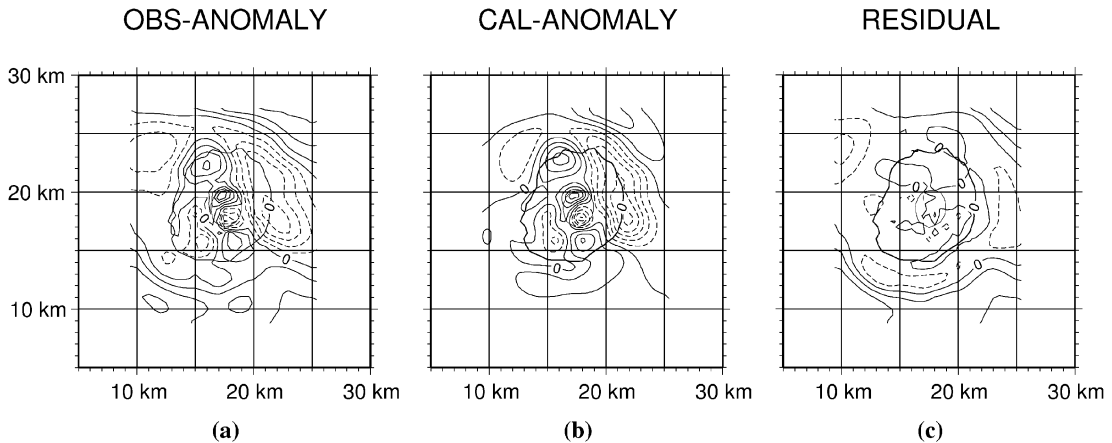


Fig. 4. Final residuals by the two-step analysis of 1999 data. (a) Input anomalies are residuals shown in Fig. 2. (b) Calculated anomalies. (c) Final residuals. Contour interval is 50 nT. Positive values are shown by solid lines and negative ones by broken lines.

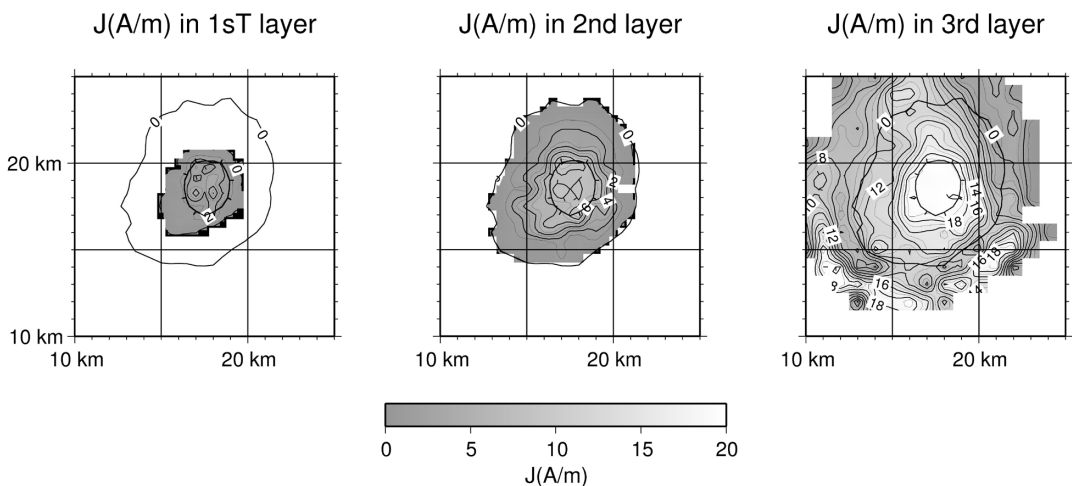


Fig. 5. 3D magnetic structure derived from direct analysis of total intensity magnetic anomalies in 1999. This shows the minimum standard deviation of misfit solution under the condition of $0.0 \text{ A/m} < J$ (magnetization intensity) $< 20.0 \text{ A/m}$. The GFR and standard deviation of misfit are 4.07 and 72.0 nT, respectively.

る。三宅島の北西沿岸部には、7kyBPの古い火山噴出物が確認されているが(一色, 1960; 津久井・鈴木, 1998), 磁化強度の強い範囲はこの沿岸部とその沖合いにあり, 古期の玄武岩を主体とした火山の存在が推定される。

一方, 三宅島の北東側の沿岸部からその東方域にかけては磁化強度が比較的弱い構成岩体から構成されていることが推察される。また, 山体の西側斜面とその基底にも相対的に磁化強度が弱い部分が推定される。この相対的に磁化強度の弱い部分が何を反映したのかは確定できないが, 東方部の弱磁化については周辺海域で実施

された音波探査の記録(海上保安庁水路部, 1995)から①山体の基盤を覆う堆積層がその原因と推察される。一方, 山体西側斜面下の弱磁化に関しては以下の可能性が考えられる, ②溶岩を主体にした中心部の南北性の磁気基盤構造に対して, 火山砕屑物が相対的に多く存在することを反映した構造, ③三宅島の深部にある安山岩質の古火山体の存在を反映したもの, ④深部の熱的分布を反映した熱消磁を反映したもの。笹井・他(2001)は, 三宅島西岸部の基底は温度が高いことを陸上の地磁気観測から推論しているが, その場合には④の可能性が高いと

Table 3. Results of analyses by multi-block model.

Survey Year	1987	1999	2001
Number of blocks* ¹	773	773	753
Number of magnetic anomalies	961	1147	1147
Standard deviation σ (nT)	55.6	54.9	39.3
GFR	6.05	5.49	6.05
Radius=1.5km (Center : 18.0, 18.0)			
Vollume (km ³)	6.7	6.7	6.1
Vollume-mean Magnetization (A/m)	12.0	10.9	11.4
Total magnetic moment (Am ²) ^{*3}	80.1	72.9	69.5
Norm of ΔJ ^{*4}	8.8	9.8	7.7
Rate of non-uniform Magnetization	0.12	0.14	0.12
Radius=8km (Center: 17.5, 18.5)			
Vollume (km ³)	53.13	53.13	52.08
Vollume Mean Magnetization (A/m)	0.11	-0.17	-0.31
Total magnetic moment (Am ²) ^{*3}	586.55	530.37	526.64
Norm of ΔJ ^{*4}	146.79	129.88	136.51
Rate of non-uniform Magnetization	0.25	0.24	0.25

*¹number of source blocks used for 3D-modelling.

$$*^3 \sum J_k \cdot \Delta V_k \times 10^9 \text{ Am}^2, \quad *^4 \sum |\Delta J_k| \cdot \Delta V_k \times 10^9 \text{ Am}^2$$

推察される。このような原因を特定するためには、山体でのボーリング調査や精密地震探査などの調査が必要であり、今後の調査の進展に期待したい。

4-4 3次元磁気構造の経年的変動と火山活動の関連

Fig. 6は3次元磁気構造の解析結果をもとに作成した各測量時点での磁気構造の南北断面である。いずれの断面でも火口直下付近は磁化強度の低下域が認められるが、その広がりや規模は1987年と1999年とでは顕著な違いが認められる。1987年では磁化強度の負の偏差域は第1層、第2層に部分的に認められるが、第3層では認められない。一方、1999年の断面 (Fig. 6b) では磁化強度の負の偏差域が第1層、第2層を含む広い範囲に分布

し、第3層にも及んでいることが認められる。2001年の断面では、火口南側付近に負の偏差が認められるが第2層、第3層への広がりには認められない。Fig. 7は第3層の磁化強度の分布を式(5)で求めた誤差推定値とともに示したものである。1987年と1999年の比較では火口の南側付近の磁化強度偏差が1999年では有意に減少していることが認められる。一方、1999年と2001年の比較では磁化強度偏差は2001年の方が全体的に正の偏差を示すことがわかる。本断面を含む火口のほぼ中心から半径1.5kmの範囲内での第3層の磁化強度の平均値をもとめると、1987年の12.8 A/mから1999年には11.9 A/m、2001年には12.2 A/mとなる。さらに火山の火口付近

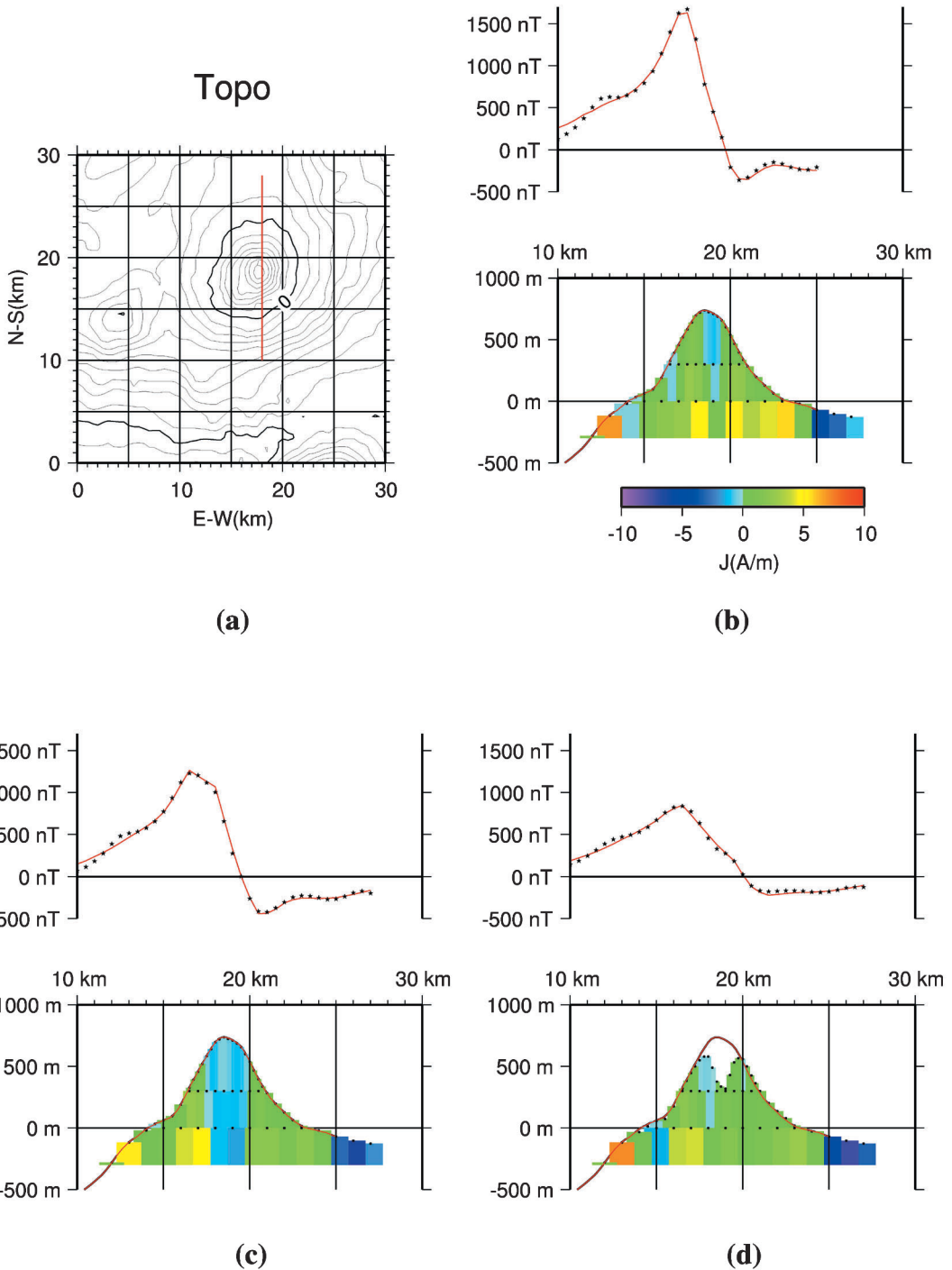


Fig. 6. N-S cross-sectional views of 3D magnetization structures derived from survey data of 1987 (b) 1999 (c), and 2001 (d). The section is shown by a red line on the topography (a). Observed total intensity anomalies and calculated ones by the 3D models are shown with solid red lines and asterisk marks, respectively.

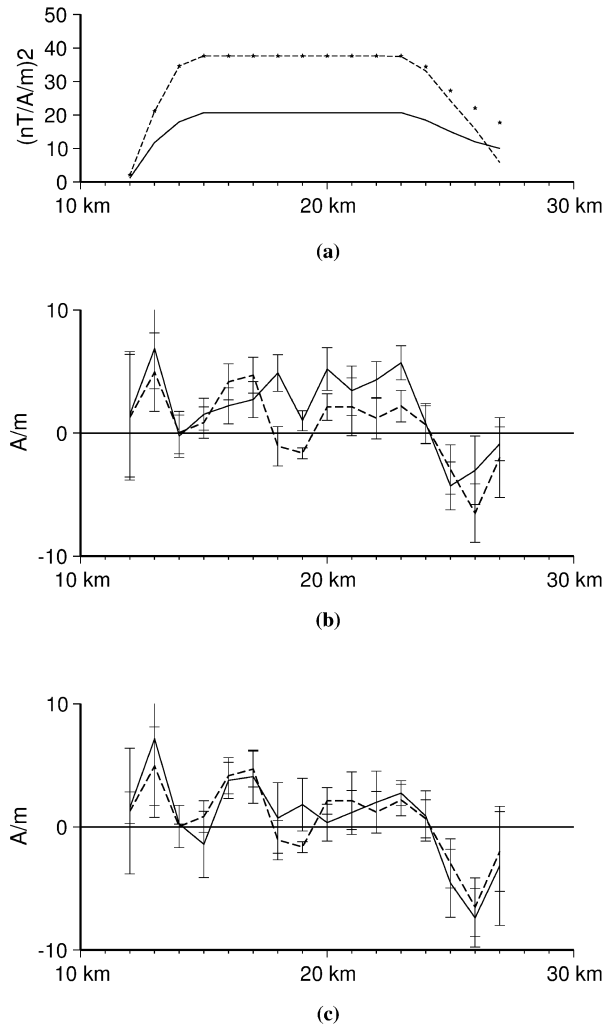


Fig. 7. The profiles of magnetization intensity deviations (ΔJ) along the section shown in Fig. 6. The upper most: contribution factors of ΔJ_k given by $[A^T A]_k$ in equation (6). Unit is $(\text{nT}/\text{A}/\text{m})^2$. The values of 1987 are shown by asterisks, of 1999 by broken line, and of 2001 by solid line, respectively. The middle: comparison between the results in 1987 (solid line) and 1999 (broken line). The error bars are calculated by equation (8). The lower most: comparison between the results in 1999 (broken line) and 2001 (solid line). The error bars are calculated by equation (8).

の山体（ここでは火口の中心から半径 1.5 km 以内の範囲）の有する磁化強度と体積との積和としての総磁気モーメントは Table 3 に示すように 1987 年では $80.1 (\times 10^9 \text{ Am}^2)$ に対して、1999 年では 72.9、2001 年では 69.5 となり、この結果からも、1987 年から 1999 年にかけて火口付近の山体の総磁気モーメントが減少していることがわかる。

1987 年と 1999 年の磁化強度の比較から、最も変化の大きい場所は火口南側 (Fig. 6 上段での座標値では (18.0,

18.0)) の第 3 層で最大 5.9 A/m の減少が認められ、今回の主要な熱消磁源と考えられる。ちなみに観測高度および三宅島地表での変化磁場の計算結果は Fig. 8 に示すとおりである。以上に述べたことから、2000 年の噴火に先立つ 1999 年には三宅島の火口深部では熱消磁が進行していたことが推定される。陸上の観測でも、噴火に先立つ 1996 年頃から火口深部での磁化の減少を示唆する地磁気変化が検出されており、その原因として火口の南側付近の海拔高度 0 m 付近の地下に熱消磁を仮定してい

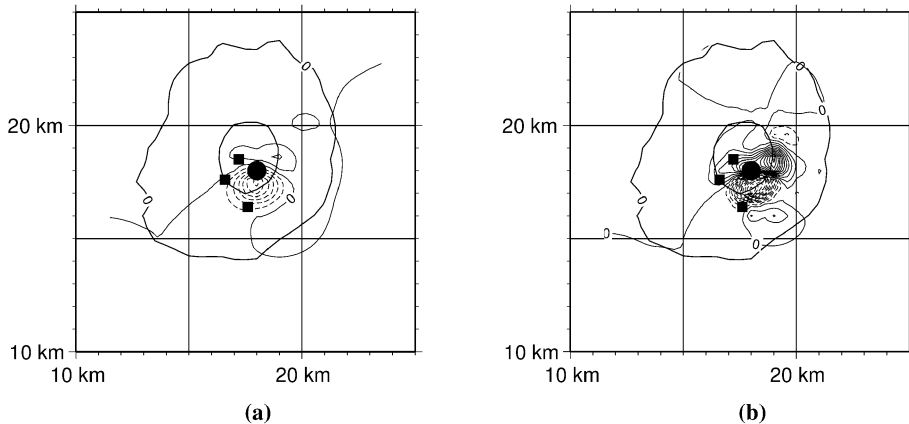


Fig. 8. Magnetic changes estimated from difference of magnetization intensities between 1987 and 1999. Contour interval is 50 nT. Solid circle means the most demagnetized zone and solid squares show the locations of land magnetic observation points at the altitude of 1160 m (a), at the surface of Miyakejima Volcano (b).

る(笹井・他, 2001). 陸上観測点の位置は今回の変化磁場のピークからずれており変化の一部しか捉えられなかったものと推察される. また, 今回の変化磁場は1987年から1999年の間に生じており, この間にどのような経緯があったかも不明なため, 陸上観測点との厳密な比較は困難と考えられる. しかし, いずれにしても変化のソースは今まで考えられていたような数 km の深さ(中川・他, 1984)でないことは確かであり, その意味では今回の結果は陸上観測の結果と調和的である.

5. 結 論

本論文では磁気異常から3次元磁気構造を求める解析アルゴリズムを提示するとともに, その手法を三宅島の航空磁気異常の解析に応用し, 1987年, 1999年, 2001年の各測量時点における3次元磁気構造を求めた. その結果以下のことが明らかとなった.

(1) 2001年6月の時点での三宅島の平均的磁化強度は10.4 A/mで, 火口中心から半径8 kmの範囲での総磁気モーメントは $526.6 (\times 10^9 \text{ Am}^2)$ である.

(2) 三宅島の磁化構造は火山体全体に占める非均一磁化は10%~20%であり, 均一度の高い磁気構造を有する.

(3) 三宅島の磁気構造は海面以深の火山体基底部に比較的強い磁化層が存在し南~南南東から北~北北東に延びる磁気基盤が存在する. 三宅島の北西沿岸部には局地的に磁化強度の大きい部分が, また, 島の東側の基底部分, 火口から西側山麓の部分には比較的磁化強度の弱い部分が存在する.

また, 各時点での磁化構造を比較した結果, この間に

以下にのべる磁気構造の変化が推定された.

(4) 1987年の時点では山頂付近の低磁化強度部分は狭い部分に限定されていたが, 1999年の時点では, 山頂付近から山体の基底部付近にまで低磁化強度域がひろがっていた. この熱消磁域の中心は火口の南東よりの第3層(0 mから海面下300 m)に求められる.

(5) 1999年と噴火以降の2001年の磁気構造の比較では山体基底部の低磁化強度域は1999年に比べ増加傾向を示し, 山体基底部での熱消磁が回復過程にあると推察される.

今回求められた3次元磁気構造は火山活動に伴う山体深部で進行する熱的活動を捉えたものであり, 航空磁気測量による火山活動監視が有効な方法であることを過去の測量の解析結果から示したものである.

謝 辞

本論文は水路部(現海洋情報部)による永年の航空磁気測量の成果に基づくものであり, この間, 航空機の運行を担当された海上保安庁羽田航空基地の方々に改めてお礼申し上げる. また, 2001年の三宅島航空磁気測量とその資料整理を担当された小野寺健英, 加藤剛の両氏に感謝の意を表す. 本稿をまとめるにあたり, 編集担当の小川康雄氏, 査読者の中塚 正氏および匿名査読者からのコメントにより大幅に改善された. 記してお礼申し上げます.

引用文献

Bjorck, A. and Elfving, T. (1979) Accelerated projection methods for computing pseudoinverse solutions of sys-

- tems of linear equations. *BIT*, **19**, 145–163.
- Honkura, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Sasai, Y., Ohno, M., Tanaka, Y., Yamamoto, T., Ikeda, K. and Wakino, Y. (1995) Magnetization structure of the Unzen volcano determined from blimp-borne magnetic survey data. *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 231–236.
- 一色直記 (1960) 5万分の1地質図幅「三宅島」及び同説明書. 85p., 地質調査所.
- 海上保安庁水路部 (1995) 沿岸の海の基本図「三宅島」調査報告書. 1–139.
- 海上保安庁水路部 (2002) Aeromagnetic survey data rept. of hydrographic observations. Series of astronomy and geodesy, **36**.
- Kodama, K. and Uyeda, S. (1978) Magnetization of Izu Island with special reference to Oshima volcano. *J. Volcanol. Geotherm., Res.*, **6**, 353–373.
- 松浦充宏 (1991) 地球物理学におけるインバージョン理論の発展. *地震*, **44**, 53–62.
- Menke, W. (1989) Geophysical data analysis: discrete inverse theory, revised edition. International Geophysics Series, **45**, Academic Press, Inc.
- 宮崎 務 (1984) 歴史時代における三宅島噴火の特徴. *火山*, **29**, 三宅島噴火特集号, S1–S15.
- 中川一郎・笹井洋一・歌田久司・石川良宣・小山 茂・大地 洸・徳本哲男 (1984) 1983年10月三宅島噴火に関連した地磁気変化. *火山*, 三宅島噴火特集号, **29**, S101–S112.
- 中村一明 (1984) 三宅島の側火口分布と地殻応力場の性質. *火山*, **29**, 三宅島噴火特集号, S16–S23.
- 中田節也・長井雅史・安田 敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣 (2001) 三宅島火山2000年噴火の経緯—山頂陥没口と噴出物の特徴—. *地学雑*, **110**, 168–180.
- Nakatsuka, T. (1995) Minimum norm inversion of magnetic anomalies with application to aeromagnetic data in the Tanna area, Central Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 295–311.
- Okuma, S., Makino, M. and Nakatsuka, T. (1994) Magnetization intensity mapping in and around Izu-Oshima Volcano, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 541–556.
- 笹井洋一・上嶋 誠・歌田久司・鍵山恒臣・Zlotnicki, Jacques・橋本武志・高橋優志 (2001) 地磁気・地電位差観測から推定される三宅島火山の2000年活動. *地学雑*, **110**, 226–244.
- Smith, W.H.F. and Wessel, P. (1990) Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293–305.
- 鈴木 進・熊川浩一・長屋好治・植田義夫 (1989) 三宅島の地磁気異常. *水路部技報*, **7**, 49–55.
- 鈴木 亨・浅田 昭・永田 豊 (2001) 高密度水深データを用いて画像化した日本周辺の海底地形. 2001年度海洋調査技術学会講演要旨集.
- Talwani, M. (1965) Computation with the help of a digital computer of magnetic anomaly caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, **30**, 797–817.
- 津久井雅志・鈴木裕一 (1998) 三宅島火山最近7000年の噴火史. *火山*, **43**, 149–166.

- 植田義夫・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・大島章一 (1983) 航空磁気測量成果から求めた本邦第四紀火山の地磁気異常と磁気構造. *水路部研究報告*, **18**, 37–64.
- 植田義夫・中川久穂・小野寺健英・鈴木 晃・熊川浩一・久保田隆二 (2001) 2000年噴火以前の三宅島の3次元磁気構造—地磁気トモグラフィの試み—. *水路部研究報告*, **37**, 19–36.
- Utashiro, S., Takigawa, U., Oshima, S. and Kondo, T. (1972) Aeromagnetic and marine magnetic survey around Japan. In *Researches in Hydrography and Oceanography (Commemoration publication of the centenary of the Hydrographic Department of Japan)*, Tokyo, 75–111, 日本水路協会.
- Uyeda, S. and Richards, M. (1966) Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 179–213.

付 録

Fig. A1 は三宅島の火口南東部の深度0mから海面下の300mの部分(第3層)にある1km²の部分に熱消磁しているとして計算した磁気異常である。ここで、火山体の磁化強度は10.0 A/m, 磁化方向は伏角46度, 偏角0度として計算している。

Fig. A2 は Fig. A1 の磁気異常データに標準偏差50 nTの擬似ノイズを付加したデータを入力データとして, 本論文での「直接法」で求めた各層の磁化強度を示したも

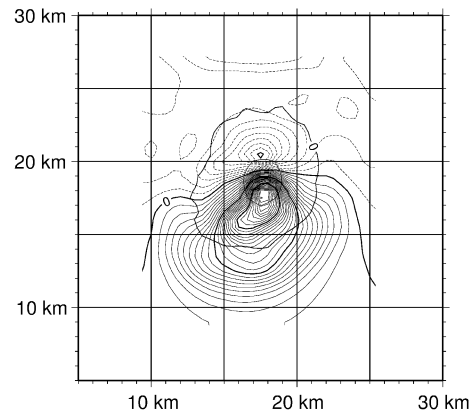


Fig. A1. Test data of magnetic anomalies of Miyakejima Volcano used for verification of the method. The anomalies are calculated based on the following assumptions. Magnetization intensity is 10.0 A/m, declination and inclination of magnetization are 0.0 and 46.0 in degree unit respectively. The block located to the southeast of the crater, whose horizontal dimension is 1 km by 1 km and top and bottom are 0 m, and 300 m b.s.l. is assumed to be demagnetized. Contour interval is 50 nT and thick lines are plotted every 500 nT.

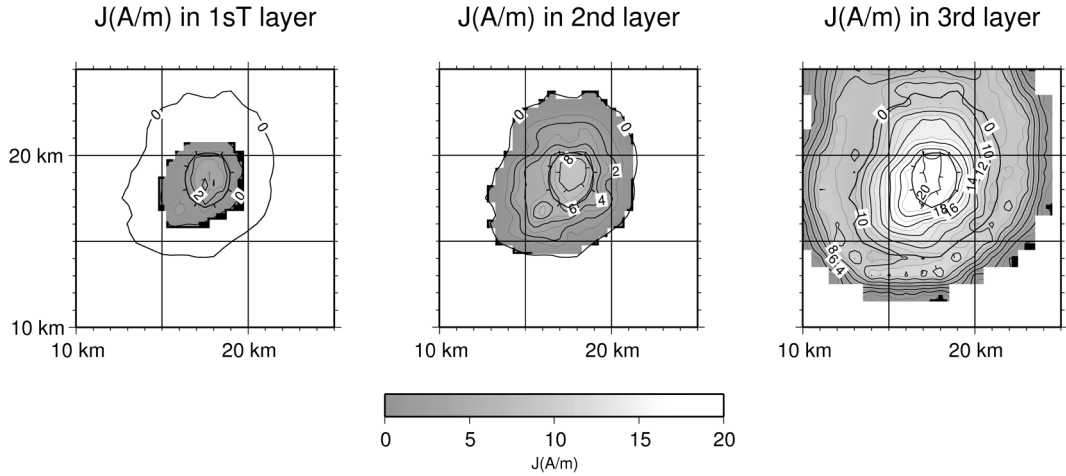


Fig. A2. 3D magnetic structure derived from a direct analysis of the anomalies shown in Fig. A1. Magnetization intensities are shown by contour lines in 1 A/m interval.

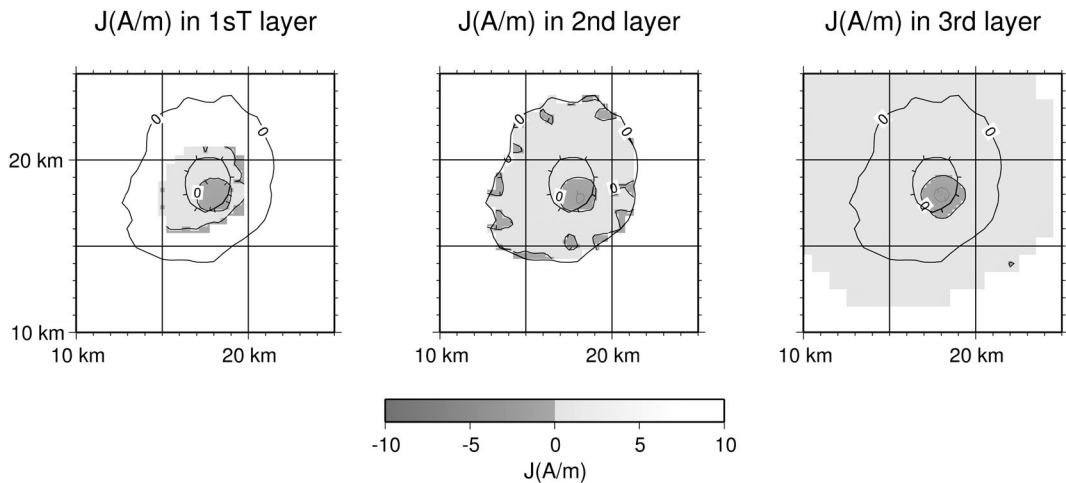


Fig. A3. 3D magnetic structure derived from the two-step analysis of the anomalies shown in Fig. A1. Deviations of magnetization intensities from 10.0 A/m are shown by contour lines in 1 A/m interval.

のである。なお、この計算では磁化強度の範囲を $0 \sim 20.0$ A/m とし、残差の 2 乗和が最小となる収束解を示している。この結果には第 3 層に仮定した消磁域は認められない。

Fig. A3 は Fig. A2 と同様の入力データを用いて、本論文の「2 段階解析法」で求めた各層の磁化強度偏差を

示したものである。磁化強度の許容範囲は $-10.0 \sim 10.0$ A/m とし、他のパラメーターはすべて Fig. A2 と同じ条件で計算している。図に示した負の磁気強度偏差域は仮定した熱消磁域に比べてやや拡大して表示されているが、位置的には当初の仮定域とほぼ一致している。

(編集担当 小川康雄)